

许爱华, 陈云辉, 陈涛, 等. 锋面北侧冷气团中连续降雹环境场特征及成因. 应用气象学报, 2013, 24(2): 197-206.

# 锋面北侧冷气团中连续降雹环境场特征及成因

许爱华<sup>1)</sup>\* 陈云辉<sup>1)</sup> 陈涛<sup>2)</sup> 张娟娟<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup>(江西省气象台, 南昌 330046) <sup>2)</sup>(国家气象中心, 北京 100081)

## 摘 要

对 2009 年 2 月 24 日—3 月 5 日我国南方锋面北侧冷气团中连续冰雹天气过程的环流形势和环境场特征及形成机理进行分析。此次冰雹过程是发生在我国南方典型的连阴雨天气形势背景下, 欧亚中高纬度地区为两槽一脊形势, 副热带高压偏强、中南半岛为低槽区, 青藏高原有 5 次短波槽东移, 中层 700 hPa 暖湿气流势力强盛。中层强西南暖湿气流在强锋区(冷垫)上抬升, 形成我国南方典型的高架雷暴。高架雷暴的发生与中低层强温度锋区、中层 700 hPa 不低于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的西南急流、强风垂直切变、对流层中层较大的温度直减率、较低的  $0^\circ\text{C}$  层高度(4 km 以下)有关。

**关键词:** 冷气团; 冰雹; 锋区; 高架雷暴

## 引 言

冰雹等强对流天气是在一定的大尺度环流背景下, 由各种物理条件相互作用形成的中尺度天气系统产生的结果<sup>[1]</sup>。许焕斌等<sup>[2-3]</sup>研究了冰雹形成和增长致灾的机理, 提出了新的“穴道”动力与微物理相互耦合的概念模型。洪延超等<sup>[4]</sup>、康凤琴等<sup>[5]</sup>利用三维冰雹云模式, 模拟了各类冰雹形成和增长的微物理过程, 指出在雹云发展阶段早期, 霰、冻滴和雨水的极大产生率均位于 6 km 高度附近, 这里是雹坯及冰雹形成的源区。王令等<sup>[6]</sup>、朱敏华等<sup>[7]</sup>、王瑾等<sup>[8]</sup>对冰雹发生的多普勒天气雷达特征进行了详细分析, 研究了冰雹风暴发生、发展的雷达反射率因子和径向速度等产品特征, 发现了一些有预报意义的因子。许多学者<sup>[9-12]</sup>对华东地区冷涡槽后类冰雹成因进行了分析, 指出强垂直风切变、中低层强的温度直减率、低层切变线、干线和地面辐合线是这类冰雹发生的有利的热力和动力条件, 给出了概念模型和相关的物理量阈值。郭荣芬等<sup>[13]</sup>研究发现在有利天气背景下, 强对流天气多发生在急流与锋面相互作用的湿度锋湿区内斜压不稳定的环境中。李英

等<sup>[14]</sup>利用湿位涡理论研究云南南部冰雹发现, 冰雹发生在  $\theta_{se}$  陡立密集区, 湿斜压涡度、倾斜涡度发展,  $MPV_2$  负值区南侧或正值区北侧利于冰雹发生。以上研究冰雹大多数发生在锋前或锋面附近的低层高温高湿、不稳定环境中, 对于锋后湿冷环境条件下产生的冰雹, 特别是南方大范围持续性锋后冰雹研究较少。同时由于对这类冰雹形成原因认识不足, 造成对这类冰雹漏报。因此, 本文利用常规观测资料、NCEP/NCAR 再分析资料, 对 2009 年 2 月 24 日—3 月 5 日我国南方出现锋后连续冰雹天气过程的特点、环流形势及要素场特征及形成机理、预报判据进行分析和探讨, 以期加深对此类过程的认识, 并为此类天气过程预报、预警提供参考。

## 1 天气实况

2009 年 2 月 24 日—3 月 5 日贵州、湖南、湖北、江西出现了连续降雹天气, 表 1 是国家气象观测站的冰雹天气实况。从表 1 可以看到, 湖南冰雹范围最大, 持续时间最长, 达到 10 d, 贵州次之, 湖北、江西冰雹日数为 2~3 d。从冰雹的直径来看, 绝大多数在 10 mm 以下, 有 3 个站达到 12~20 mm。范围

2012-08-06 收到, 2012-11-15 收到再改稿。

资助项目: 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006002), 全国强对流预报专家团队项目

\* email: fengyu198208@yahoo.com.cn

最大是2月26日、3月1日和3月3日。可见,这次降雹过程的特点是范围大,时间长,冰雹直径大多比

较小,直径小于5 mm的可能是霰(软雹)。初春我国南方出现如此大范围的连续多日降雹比较少见。

表1 2009年2月24日—3月5日降雹站数

Table 1 The hailfalls observed from 24 February to 5 March in 2009

省份	02-24	02-25	02-26	02-27	02-28	03-01	03-02	03-03	03-04	03-05
贵州	1(14)		11(9)	7(8)	6(6)	18(8)		4(20)		
湖南	1(3)	3(8)	10(6)	12(8)	2(3)	8(7)	3(4)	33(12)	3(4)	1(7)
湖北	1(3)	4(5)	4(5)			1(2)				
江西			3(4)					3(3)		

注:括号中为最大冰雹直径,单位:mm。

## 2 环流背景与天气系统配置

### 2.1 环流背景

分析2009年2月24日—3月4日20:00(北京时间,下同)500 hPa 欧亚平均高度场(图1a)和逐日高空图发现,欧亚中高纬上空为两槽一脊的经向型环流(比冬季环流大)。东亚大槽位于120°E附近,3月3—5日有东亚大槽替换过程。我国上空40°N以北为西西北气流,在青藏高原东部(甘肃到四川西部)有一低槽,整个青藏高原为大范围24 h负变高,在甘肃达到-3 dagpm。孟加拉湾到中南半岛为宽

广的低压槽区。西南地区东部到长江中下游地区、江南、华南为明显的东高西低形势,并为强盛的西南气流控制。副热带高压脊线位于15°N, 588 dagpm 线西伸脊点在122°~125°E附近,与多年3月上旬平均位置相比,位置偏北偏西。10°~40°N, 110°~160°E地区为大范围24 h正变高,中心达到10 dagpm。平均气压场(图1b)显示,我国南方处冷高压底部。从逐日地面图分析发现,冷锋从江南南部缓慢向华南和西南地区移动,2月26日—3月3日成为华南静止锋和滇黔静止锋,3月4—5日静止锋向南和西南方向移动,冰雹天气过程结束。冰雹发生在锋面北侧冷气团中,距地面锋面300~600 km。

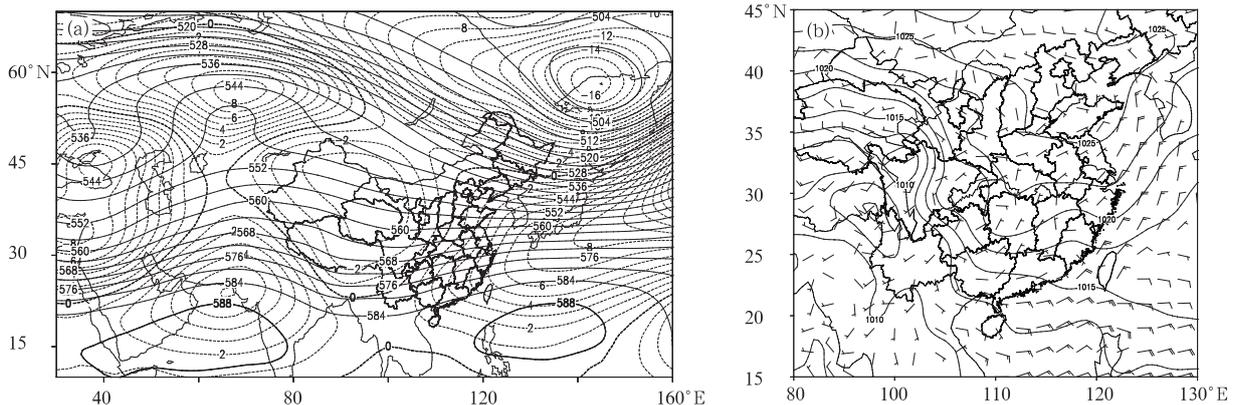


图1 2009年2月24日20:00—3月4日20:00平均500 hPa高度(实线,单位:dagpm)与24 h变高(虚线;单位:dagpm)(a)和平均海平面气压(实线,单位:hPa)、平均10 m风(风羽)(b)

Fig. 1 The averaged 500 hPa height(solid lines, unit: dagpm) with 24 h height-change line(dashed line, unit: dagpm)(a) and the sea level pressure(solid line, unit: hPa) with 10 m wind(barb)(b) from 24 Feb 2009 to 4 Mar 2009

### 2.2 天气系统配置

连续冰雹期间,天气形势稳定,影响系统相似。选取冰雹范围明显扩大的2月26日和范围较大的3月1日进行分析。从图2可以看到,2月26日和3月1日天气系统的配置相同之处:青藏高原东部有低槽向东移,冰雹发生在850 hPa 12~14 m·s<sup>-1</sup>西南急流北侧和700 hPa 20 m·s<sup>-1</sup>以上的急流轴

下方,多数在850 hPa切变北侧,925 hPa切变线和地面锋面位于华南和西南地区东部,系统的坡度小,925 hPa切变线(边界层的辐合)距离降雹区500 km以上,这与通常的强对流天气发生在锋前或锋面附近不同,也是这类冰雹过程的特殊性。由此可见,这是一次出现在地面锋面北侧冷气团中层暖空气势力强盛的连续多日冰雹天气。

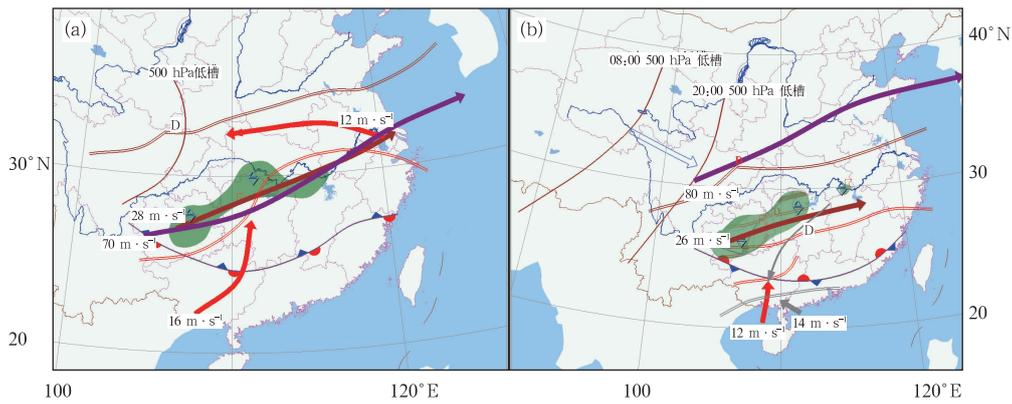


图 2 2009 年 2 月 26 日(a)和 3 月 1 日(b)冰雹落区(绿色)天气系统配置图  
(灰色:925 hPa 切变和急流;红色:850 hPa 切变和急流;棕色:700 hPa 切变和急流;  
紫色:200 hPa 急流;急流后端的数值为急流核风速大小)

Fig. 2 Hailfall areas(green) on 26 Feb 2009(a) and 1 March 2009(b) with  
weather system configuration diagram  
(gray: 925 hPa shear and jet; red: 850 hPa shear and jet; brown: 700 hPa  
shear and jet; purple: 200 hPa jet; figures denotes the velocity)

### 3 冰雹发生期间环境场要素特征

#### 3.1 上干下湿的湿度场特征

图 3a 是基于 NCEP/NCAR 再分析资料(水平分辨率率为  $1^\circ \times 1^\circ$ )沿  $25^\circ\text{N}, 110^\circ\text{E}$  风和相对湿度随时间

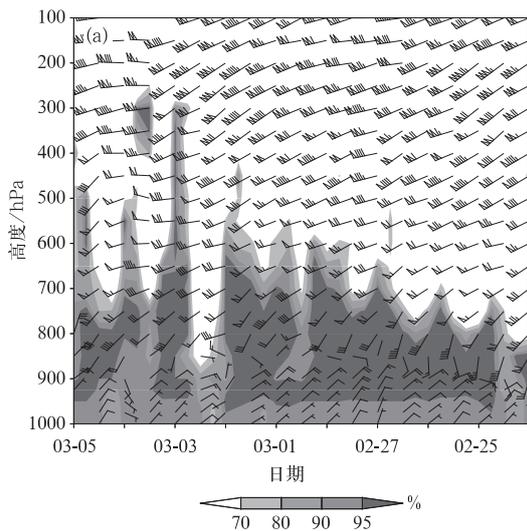


图 3 2009 年 2—3 月  $25^\circ\text{N}, 110^\circ\text{E}$  处风和相对湿度(阴影)随时间的演变(a)及 2009 年

2 月 4 日 08:00—3 月 4 日 20:00 850 hPa 平均风场和平均温度(等值线,单位:  $^\circ\text{C}$ )、平均相对湿度场(阴影)(b)

Fig. 3 Time series diagrams for the wind at  $25^\circ\text{N}, 110^\circ\text{E}$  and the relative humidity(the shaded area)  
during February—March 2009(a), and 850 hPa average wind and average temperature(contour, unit:  $^\circ\text{C}$ ),  
average relative humidity(the shaded area) from 0800 BT 14 February to 2000 BT 4 March in 2009(b)

#### 3.2 低层强水平温度梯度

图 3b 是 850 hPa 平均温度、风场、相对湿度,从图 3b 可知,在江南、华南北部到川贵一带有强温度锋

的演变。从图 3a 可以看到,800 hPa 以下相对湿度达到 95%,接近饱和。2009 年 2 月 27 日前 700 hPa 相对湿度在 70%以下,而在 27 日以后湿度上升到 80%以上,500 hPa 以上湿度低于 70%。这种上干下湿的分布有利于  $24^\circ \sim 28^\circ\text{N}$  湘黔地区连续性降雹。图 4 实况探空也表现出了显著的上干下湿特征。

区存在,强度达到  $14^\circ\text{C}/5$  个纬度,与文献[15]中统计分析得到的江西此类冰雹过程的锋区强度一致。理论和实践表明,当有低槽移过强锋区上空时,加强锋

区上空的上升运动,为对流天气产生提供动力条件。

### 3.3 逆温层结和中层强温度直减率

分析温度的垂直变化发现,降雹地区 925 hPa 至 700 hPa 存在明显的逆温,700 hPa 温度比 925 hPa 高 8~10°C,厚度为 1~2 km。以 2 月 26 日 贵阳站、长沙站为例,26 日 19:00 和 27 日 00:18 贵阳站和长沙站均出现直径为 9 mm 的冰雹。从图 4 可以看到,26 日 20:00 贵阳站和长沙站在 2 km 高度以

下均有很强的锋面逆温。图 5a 是 700 hPa 与 500 hPa 平均温度差,从图 5a 可以看出西南地区、江南上空温差平均达到 16~18°C,温度垂直递减率大。用实况探空资料计算贵阳站、芷江站、长沙站降雹前后温差平均达 18.6°C (约 0.74°C/100 m,大于 0.6°C/100 m)。如图 4 中的逆温结构和 2008 年 1 月严重低温雨雪冰冻天气期间的逆温层结相似,冻雨发生时 700 hPa 至 500 hPa 贵阳、芷江、长沙的平均温差分别

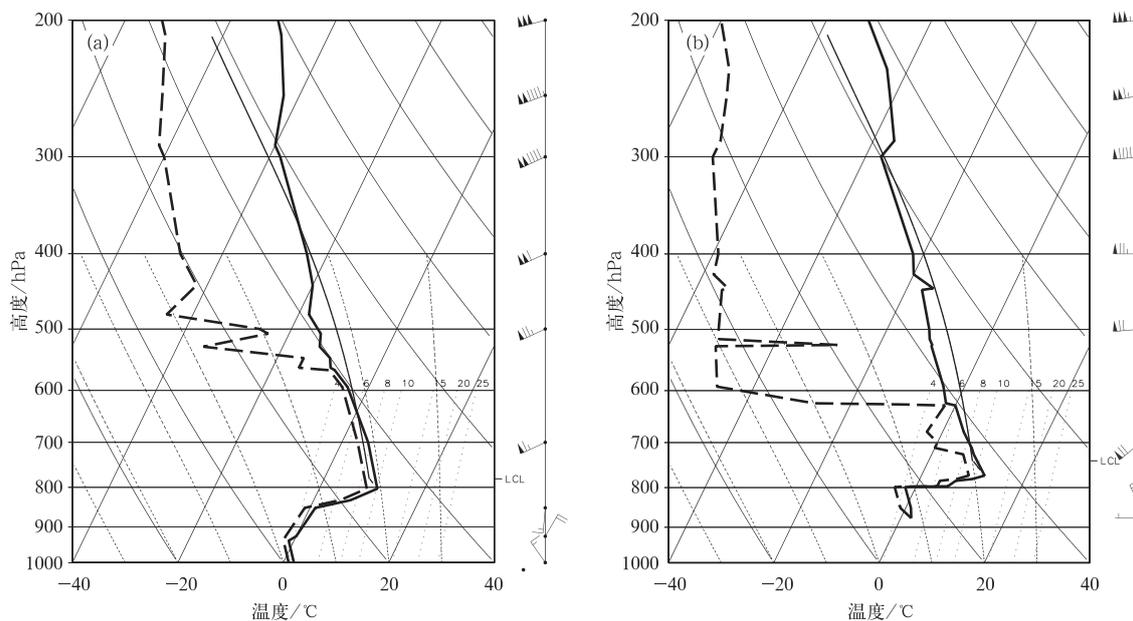


图 4 2009 年 2 月 26 日 20:00 贵阳站(a)和长沙站(b)探空

Fig. 4 Soundings of Guiyang Station(a) and Changsha Station(b) at 2000 BT on 26 February 2009

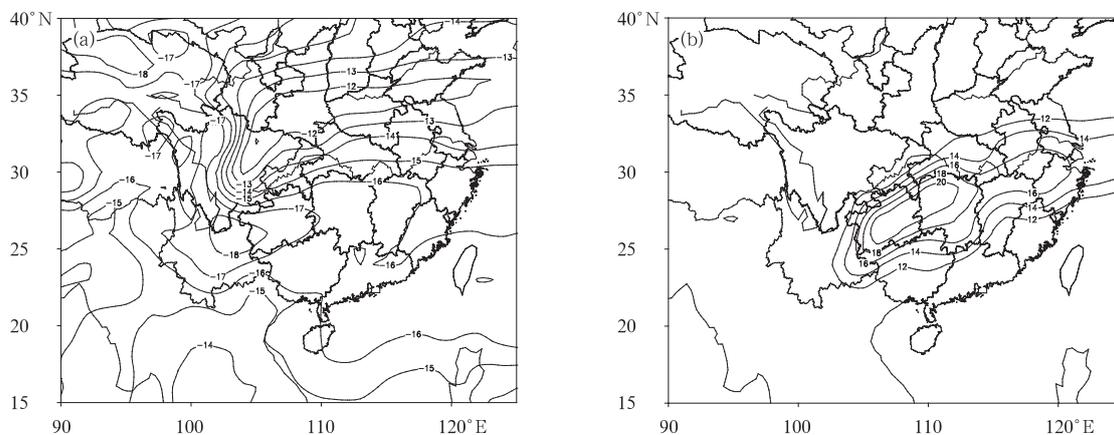


图 5 2009 年 2 月 24 日—3 月 4 日 20:00 700 hPa 与 500 hPa 温度差(单位:°C)(a) 和 850 hPa 与 700 hPa 风矢量差(单位: $m \cdot s^{-1}$ )(b)

Fig. 5 Temperature difference between 700 hPa and 500 hPa(unit: °C)(a) and the value of wind vector difference between 850 hPa and 700 hPa(unit:  $m \cdot s^{-1}$ )(b) from 2000 BT 24 February to 2000 BT 4 March in 2009

为 11.5, 13.1, 12.8°C。两者相比,前者更大。正是由于这种中层大的温度递减率的存在,在逆温层之上形成了弱的正不稳定能量,出现了对流不稳定潜势(图 4 中细实线与粗实线所包围的面积)。

### 3.4 强风垂直切变

许多研究表明,垂直风切变强有利于风暴的高度组织化和长生命史。从逐日天气图(图略)可以发现冰雹发生期间大气整层风垂直切变强,850 hPa 由弱的东风或偏南风 700 hPa 转为风速超过  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的西南风。图 5b 是 850 hPa 与 700 hPa 风矢量差,图中显示了在贵州、湖南、湖北南部、江西北部存在强风垂直切变,风矢量差达到  $16 \sim 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,垂直切变达到  $10 \times 10^{-3} \sim 13 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。强垂直风切变区与冰雹主要发生区有很好的对应关系。

## 4 成因分析

强对流天气产生的 3 个必要条件是不稳定条

件、抬升条件和水汽条件。冰雹还和  $0^\circ\text{C}$ ,  $-20^\circ\text{C}$  层高度有关系。

### 4.1 不稳定条件

不稳定是强对流天气形成的必要条件之一。很多情况下,冰雹发生在下暖湿、上干冷的强烈对流不稳定环境中。2009 年 2 月 24 日—3 月 5 日的冰雹过程是发生在低层冷平流、中高层暖平流的大气层结中,其不稳定能量来源需从对流不稳定和对称不稳定两个方面进行讨论。

#### 4.1.1 对流不稳定

首先分析 2009 年 2 月 24 日—3 月 5 日逐日 700 hPa 与 500 hPa  $\theta_{\text{se}}$  之差  $\Delta\theta_{\text{se}}$ ,发现这次连续冰雹过程在 700 hPa 至 500 hPa 存在弱的对流不稳定。在冰雹发生前后, $\Delta\theta_{\text{se}}$  多数为  $2 \sim 6^\circ\text{C}$ ,只有 2 月 27 日 02:00,28 日 08:00 和 3 月 1 日 08:00 达到  $8 \sim 12^\circ\text{C}$ 。冰雹发生在  $\Delta\theta_{\text{se}}$  锋区南缘小的正值区内即较弱的对流不稳定区内。由图 6 可知,2 月 26 日湖北南部、湖南北部、贵州中北部、江西北部的冰雹恰好降

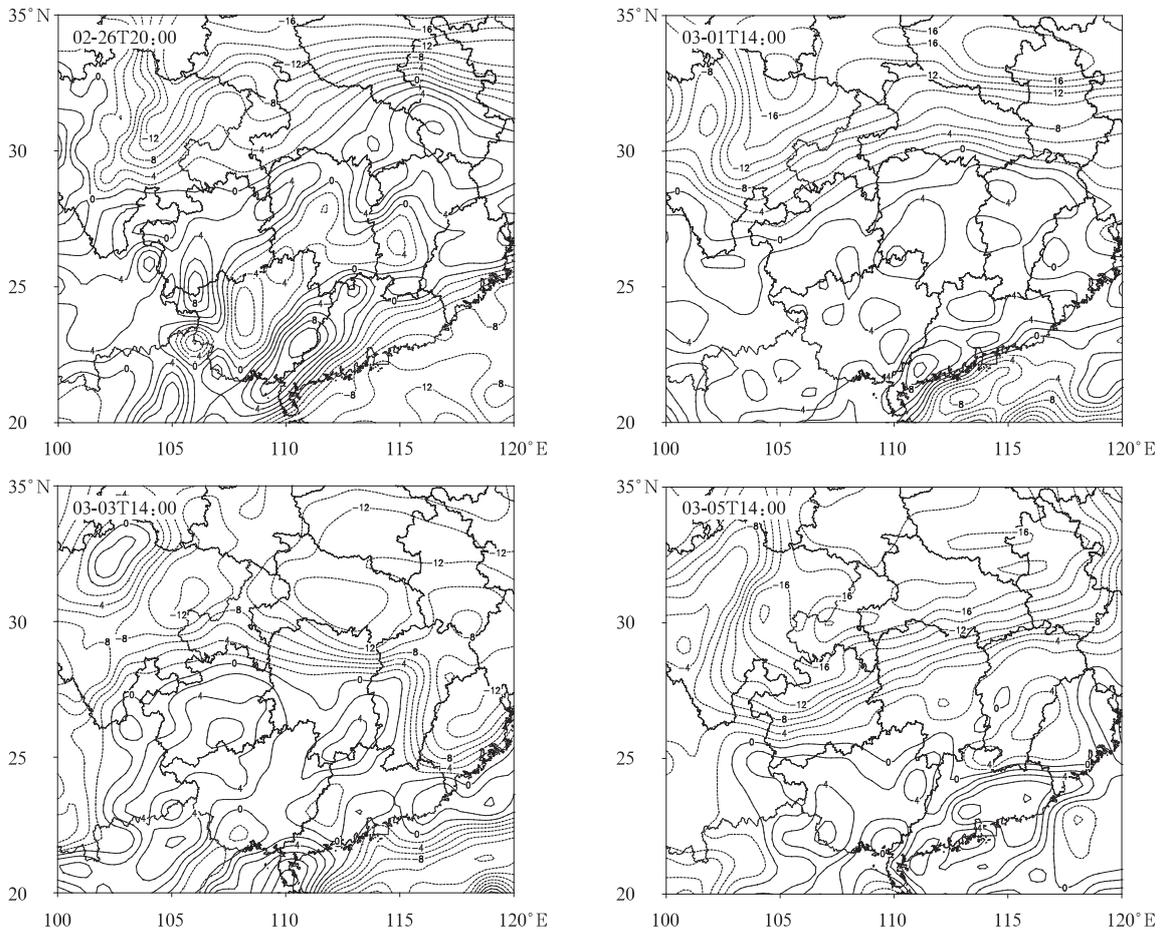


图 6 2009 年 2—3 月 700 hPa 与 500 hPa  $\theta_{\text{se}}$  差值分布(单位:  $^\circ\text{C}$ )

Fig. 6 Difference of  $\theta_{\text{se}}$  between 700 hPa and 500 hPa during February—March in 2009(unit:  $^\circ\text{C}$ )

落在等值线  $\Delta\theta_{se}=0$  的南侧的正对流不稳定区内。3月1日情况类似,冰雹落区在贵州中南部、湖南中部,也与弱对流不稳定区吻合。3月3日 02:00—14:00 自贵州向湖南先后出现了冰雹天气,尤其是湖南出现了大范围冰雹天气,弱对流不稳定也自贵州中南部向湖南中南部移动,但湖南北部的对流稳定区中也出现了一些冰雹天气。3月5日 14:00  $\Delta\theta_{se}$  锋区还稳定于江西北部,但弱的对流不稳定区消失,我国南方长达 10 d 的连续降雹天气结束。

#### 4.1.2 湿对称不稳定

对称不稳定是空气在作垂直运动对流稳定、水平运动惯性稳定时,在重力(浮力)和惯性力的作用下空气作倾斜上升运动时的一种大气不稳定现象。对称不稳定也可分为干对称不稳定、条件性对称不稳定和位势对称不稳定。

从这次地面大范围雷暴、冰雹发生时空尺度和环境场特征,这次过程符合费建芳等<sup>[16]</sup>对称不稳定的物理学特征和湿对称不稳定的 4 个天气学条件。湿位涡在  $p$  坐标系中的表达式<sup>[16]</sup>

$$MPV = -g(\zeta_h + f) \frac{\partial \theta_c}{\partial p} + g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_c}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_c}{\partial y} \right), \quad (1)$$

式(1)中,  $\zeta_h$  为  $p$  坐标系下的相对涡度,  $f$  为地转涡度,当忽略垂直速度  $\omega$  的水平变化时,  $p$  坐标系下湿位涡守恒。将式(1)分为以下两项来讨论:

$$MPV_1 = -g(\zeta_h + f) \frac{\partial \theta_c}{\partial p}, \quad (2)$$

$$MPV_2 = g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_c}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_c}{\partial y} \right). \quad (3)$$

其中,  $MPV_1$  是湿位涡的第 1 分量,为垂直分量,其值取决于空气块绝对涡度的垂直分量与相当位温的垂直梯度的乘积;  $MPV_2$  是湿位涡的第 2 分量,为等压面上的水平分量,其值由风的垂直切变(水平涡度)与相当位温的水平梯度决定。一般  $MPV_2$  在量值上小于  $MPV_1$ ,即  $MPV$  主要由  $MPV_1$  决定,  $MPV > 0$  的大气是对称稳定的,反之,则是对称不稳定的。大气处于近似饱和状态时,对称不稳定的存在条件是湿位涡小于 0。

分析这次连续冰雹过程的湿位涡发现,冰雹区上空 925 hPa 至 850 hPa 为明显的正湿位涡;而 700 hPa 贵州、湖北南部到湖南、江西北部常常处于  $MPV$  锋区偏负值区 ( $MPV < 0$ ); 500 hPa  $MPV$  值小,且正负区和地面降雹关系不易判别。因此,重点分析逐 6 h

700 hPa  $MPV_1, MPV_2, MPV$  演变。在冰雹发生的主要时间段,除 2月26日夜間  $MPV_1 < 0$  的范围向东扩外,其他均表现为负  $MPV_1$  的绝对值在减小,即弱的对流不稳定和惯性不稳定向对流稳定和惯性稳定变化;而  $MPV_2$  表现刚好相反,为负  $MPV_2$  的绝对值在增大,强  $\Delta\theta_{se}$  水平梯度和风垂直切变使得  $MPV_2$  在量值上与  $MPV_1$  相当。图 7 是 2月26日—3月3日最大范围降雹发生前后的 700 hPa  $MPV_2$  分布,随西南风的加强,负  $MPV_2$  加强,  $MPV_2$  负值增加使  $MPV$ (图略)的零线向北推,即对称不稳定的区域向北扩展,同时  $MPV_1, MPV_2$  都有锋区形成,也形成了  $MPV$  近东西向的锋区,负  $MPV$  中心约为  $-1.0 \sim -0.5$  PVU,贵州、湖南、江西处锋区南侧,冰雹主要发生在  $MPV < 0$  的区域。这一区域中强西南气流沿锋区作强倾斜上升运动,对称不稳定发展,有利冰雹天气出现。

#### 4.2 大尺度抬升条件

由  $\theta_{se}$  逐日分布发现,从地面到高空维持有强  $\theta_{se}$  锋区,锋区向北倾斜。图 8a 给出了冰雹出现最多的  $110^\circ\text{E}$  处  $\theta_{se}$  平均剖面图(图 8a),可以看出,地面锋区位于  $22^\circ \sim 25^\circ\text{N}$ ,锋区坡度小且向高空伸展迅速向北倾斜。最大锋区位于 900~800 hPa。强盛的西南气流携带暖湿空气沿着锋区向上爬升到锋区上空,锋面的大尺度强迫抬升是这次持续性冰雹天气的动力条件。另外,  $22^\circ \sim 29^\circ\text{N}$  地区有不低于  $60^\circ\text{C}$  高能舌沿锋区向上、向北伸展到 700 hPa 附近。在 700 hPa 至 500 hPa 高度上,  $23 \sim 30^\circ\text{N}$  有  $\theta_{se}$  低值区自北向南延展,与低层高能舌配合,从而形成了上述的中层对流不稳定。

从逐日天气形势分析发现,连续冰雹过程中有 5 个低槽东移,分别是 2月26日、2月27日、2月28日、3月1—2日、3月3日。冰雹范围集中于  $25^\circ \sim 30^\circ\text{N}$ ,图 8b 给出了该区域  $110^\circ\text{E}$  垂直速度时间变化,可以看出,2月24日 20:00—27日 08:00 上升运动起始高度随着锋区南移向上抬升到 900 hPa; 27日后锋面静止,上升速度位于 900 hPa 以上  $\theta_{se}$  锋区上方,逐日上升速度中心达到  $0.4 \sim 0.6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ,并位于 400~500 hPa 高度上。这与锋前冰雹的上升运动从底层到高层均为上升运动区有明显差异。垂直速度随时间的变化表现出明显波动,对比发现随着低槽东移,2月26日 20:00, 27日 20:00—28日 02:00, 1日 20:00—2日 02:00 上升速度明显加强,低槽移过后上升速度减小或变为下沉运动。以

2月26日20:00低槽东移过程为例进行分析。低槽东移前6h和槽移近时(图9a),可以看出,900hPa以

上 $\theta_{sc}$ 锋区坡度明显增大,西南气流沿锋强沿锋区爬升,从700hPa陡升到600hPa以上。北侧500hPa

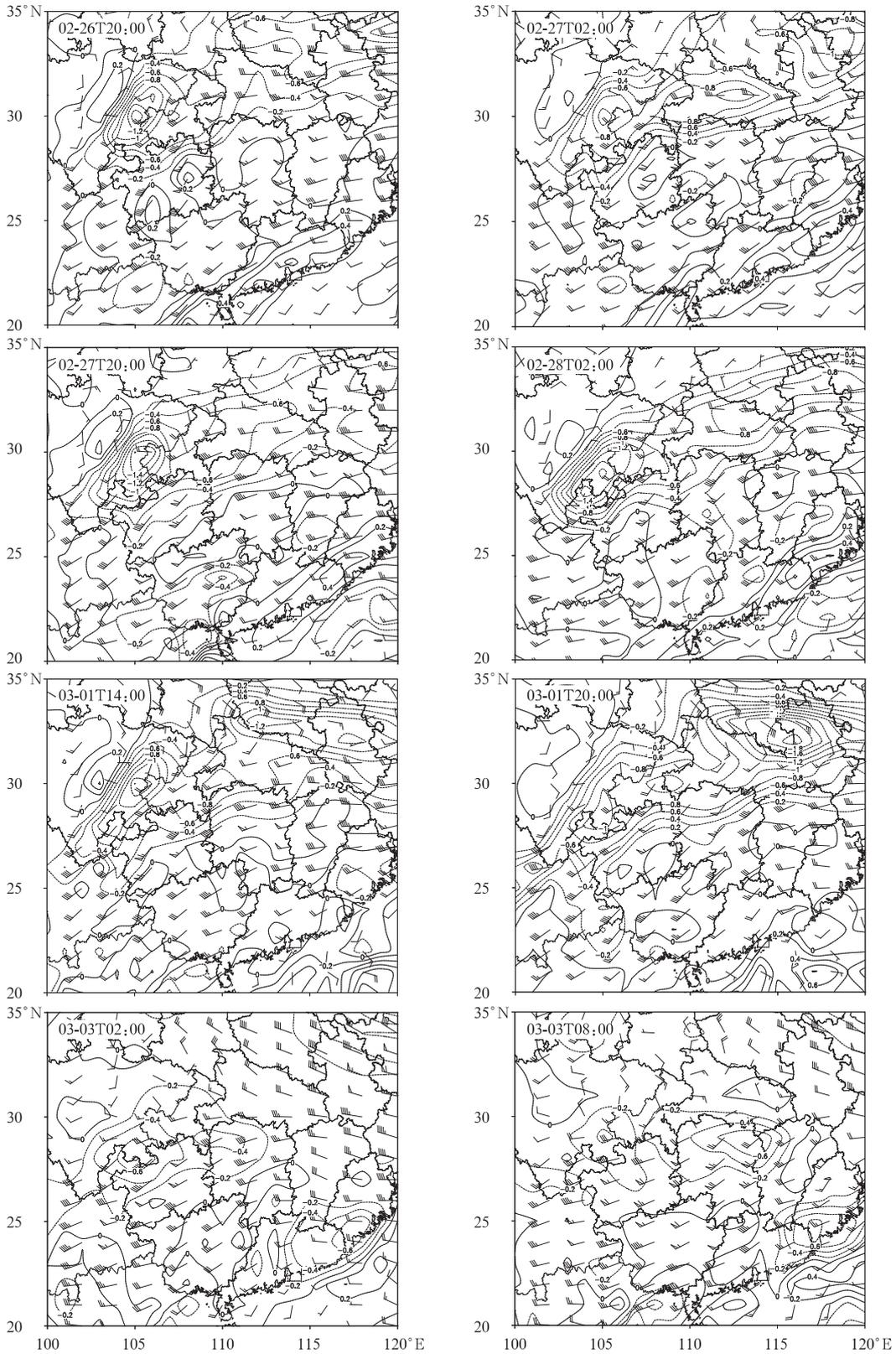


图7 2009年2月26日—3月3日MPV<sub>2</sub>分布(单位:PVU)

Fig. 7 Distribution of MPV<sub>2</sub> from 26 February to 3 March in 2009(unit: PVU)

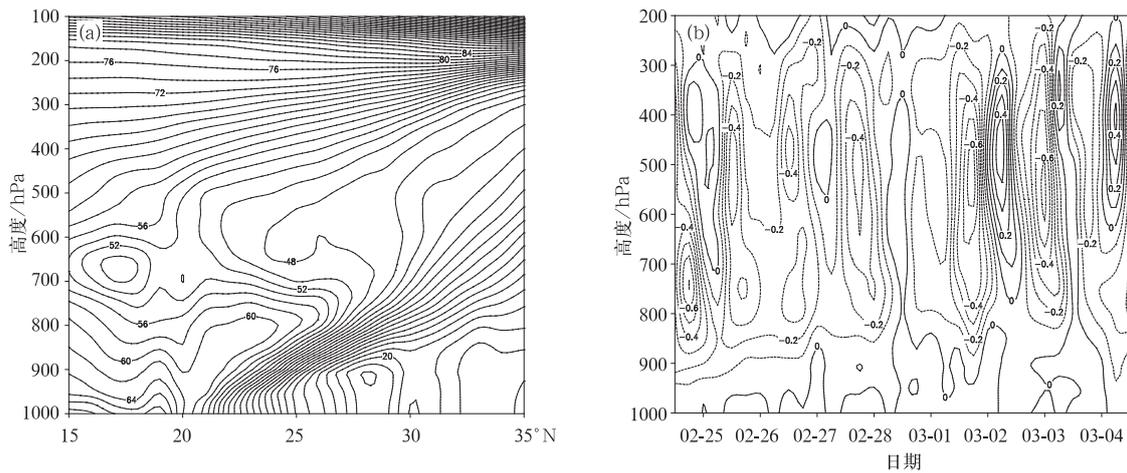


图8 2009年2月24日20:00—3月4日20:00平均 $\theta_{sc}$ 沿 $110^\circ\text{E}$ 剖面(单位:  $^\circ\text{C}$ )(a)  
及 $25^\circ\sim 30^\circ\text{N}$ 平均垂直速度沿 $110^\circ\text{E}$ 随时间分布(单位:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ )(b)

Fig. 8 Cross section of averaged  $\theta_{sc}$ (unit:  $^\circ\text{C}$ ) along  $110^\circ\text{E}$ (a) and time series  
of  $25^\circ\sim 30^\circ\text{N}$  averaged vertical velocity(unit:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ) along  $110^\circ\text{E}$ (b)  
from 2000 BT 24 February to 2000 BT 3 March in 2009

附近有冷舌向南入侵,中层对流不稳定加大,增强上升运动。从经向风分量 $v$ 和 $\omega$ 流场图(图9b)可以看到,2月26日14:00在800 hPa高度、 $33^\circ\text{N}$ 附近有一正环流圈,气流从 $25^\circ\sim 32^\circ\text{N}$ 上升,在 $33^\circ\sim 35^\circ\text{N}$ 附近下沉,而在20:00,由于低槽东移,偏北风加大,且温度槽超前高度槽,湖南上空24 h负变温

达到 $-5\sim -4^\circ\text{C}$ ,中层冷空气的侵入和低层冷舌向南伸展增大了锋区的坡度,使得正环流圈中心上升至 $600\sim 700$  hPa之间,并在 $28^\circ\sim 30^\circ\text{N}$  800 hPa又形成了一个正环流圈,从而加强锋面的强迫抬升运动。分析上升运动中心发现,中心总是位于高能舌和冷舌相交高度附近的南侧附近。

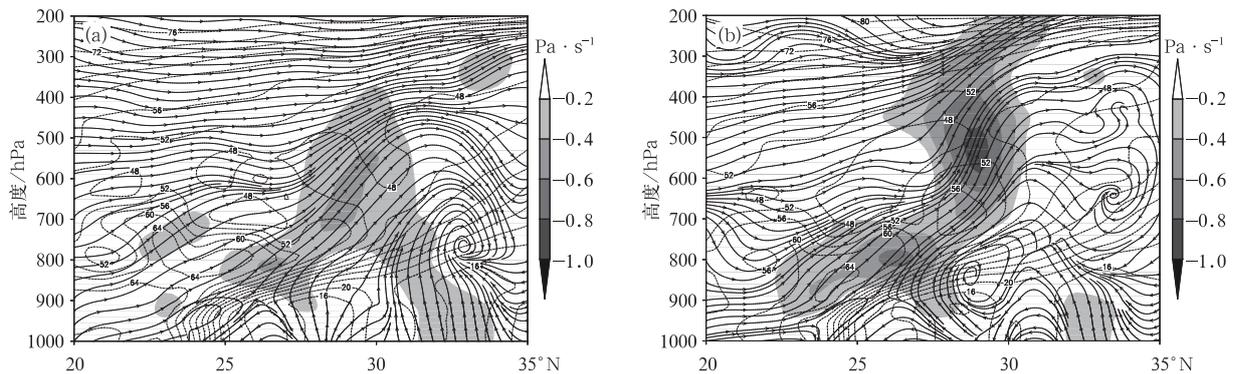


图9 2009年2月26日14:00(a)和2月26日20:00(b) $\theta_{sc}$ (黑线,单位:  $^\circ\text{C}$ )、  
垂直速度(阴影)、流场(流线)沿 $110^\circ\text{E}$ 剖面

Fig. 9 Cross sections of  $\theta_{sc}$ (contour, unit:  $^\circ\text{C}$ ), vertical velocity(shaded), and the flow field(stream line)  
at 1400 BT 26 February(a) and 2000 BT 26 February(b) in 2009 along  $110^\circ\text{E}$

由此可见,锋面北侧冷气团中的冰雹天气所需的不稳定能量一是来自对流层中层500~700 hPa弱的对流不稳定,而通常暖区冰雹过程在500~850 hPa或700 hPa以下具有强烈的对流不稳定,两者相比,前者高度偏高,强度更弱;二是由于

700 hPa 强暖湿气流沿锋面做斜升运动,当有负变温位于槽前的低槽在强锋面上移过时,锋面坡度变陡,导致湿对称不稳定发展,上升运动加强,非常有利于在中层发展对流,形成高架雷暴,产生冰雹天气。

### 4.3 成雹的温湿条件

冰雹形成于雷暴中,当冻雨滴或小冰粒与过冷水滴相撞时,后者便冻结在冰胚粒上,雹块必须由风暴的强大上升气流带到云层高度处,通过与更多的过冷水碰撞,才得以不断增长。据统计,江西上空 $0^{\circ}\text{C}$ 层的适宜高度约为600 hPa(4.0~4.5 km)。而大水滴自然成冰温度在 $-20^{\circ}\text{C}$ 左右,约在500 hPa至400 hPa(5.5~7.5 km)附近易于形成雹云。

分析探空观测资料发现,这次连续冰雹天气2月24—26日08:00 $0^{\circ}\text{C}$ 高度在600 hPa附近,而2月26日20:00以后 $0^{\circ}\text{C}$ 高度降低到620~680 hPa, $-20^{\circ}\text{C}$ 高度位于430~480 hPa。上升运动也主要位于700~400 hPa高度上,适合冰胚在这一厚度中增长成冰雹。这和洪延超等<sup>[4]</sup>得到的6 km高度附近是雹胚及冰雹形成的源区的结论一致。另外,700~850 hPa温度存在 $0^{\circ}\text{C}$ 以上的融化层,冰雹下降到这层可能融化,可造成冷锋后部冰雹直径小。

## 5 结 论

通过分析2009年2月24日—3月5日我国南方连续冰雹天气过程,得到以下主要结论:

1) 欧亚中高纬度地区为两槽一脊、副热带高压偏北偏西偏强、中南半岛为低槽区,青藏高原有5次短波槽东移、700 hPa暖湿气流势力强盛,为此次南方典型的高架雷暴环流形势,冰雹发生在地面锋面北侧冷气团中。

2) 冰雹形成的不稳定条件来自500~700 hPa弱对流不稳定和对称不稳定。冰雹发生时,700 hPa  $MPV_1$ ,  $MPV_2$ ,  $MPV$  都有近东西向锋区形成或加强,冰雹位于锋区南侧,靠近  $MPV < 0$  的区域。

3) 对流层中层强西南暖湿气流在强锋区上抬升,形成中层对流不稳定和对称不稳定,当低槽移过强锋区上空时,锋面坡度变陡,上升运动加强,形成了我国南方的典型高架雷暴,冰胚在对流层中层增长而形成冰雹。

4) 这类冰雹落区的潜势预报指标包括强水平

温度锋区,700 hPa和500 hPa  $\theta_{se}$  之差大于 $0^{\circ}\text{C}$ 或700 hPa和500 hPa温度差不低于 $16^{\circ}\text{C}$ ,700 hPa存在不低于 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南大风轴,700~850 hPa强风速垂直切变区以及500 hPa短波槽。

致 谢:感谢湖南省气象台叶成志和贵州省气象台万雪莉为本文提供冰雹实况资料。

### 参 考 文 献

- [1] 陆汉城,杨国祥. 中尺度天气原理和预报(第二版). 北京:气象出版社,2004.
- [2] 许焕斌,田利庆. 强对流云中“穴道”的物理意义和应用. 应用气象学报,2008,19(3):372-379.
- [3] 许焕斌,段英. 冰雹形成机制的研究并论人工雹胚与自然雹胚的“利益竞争”防雹假说. 大气科学,2001,25(2):277-288.
- [4] 洪延超,肖辉,李宏宇,等. 冰雹云中微物理过程研究. 大气科学,2002,26(3):421-432.
- [5] 康风琴,张强,马胜萍,等. 青藏高原东北边缘冰雹形成机理. 高原气象,2004,23(6):749-757.
- [6] 王令,郑国光,康玉霞,等. 多普勒天气雷达径向速度图上的雹云特征. 应用气象学报,2006,17(3):281-287.
- [7] 朱敏华,俞小鼎,夏峰,等. 强烈雹暴三体散射的多普勒天气雷达分析. 应用气象学报,2006,17(2):215-223.
- [8] 王瑾,刘黎平. WSR-88D 冰雹探测算法在贵州地区的评估检验. 应用气象学报,2011,22(1):96-106.
- [9] 郑媛媛,姚晨,郝莹,等. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究. 气象,2011,37(7):795-801.
- [10] 许爱华,马中元,叶小峰. 江西8种强对流天气形势与云型特征分析. 气象,2011,37(10):1185-1195.
- [11] 钱传海,张金艳,应冬梅,等. 2003年4月江西一次强对流天气过程的诊断分析. 应用气象学报,2007,18(4):460-467.
- [12] 闵晶晶,刘还珠,曹晓钟,等. 天津“6.25”大冰雹过程的中尺度特征及成因. 应用气象学报,2011,22(5):525-536.
- [13] 郭荣芬,鲁亚斌,高安生,等. 低纬高原罕见“雷打雪”中尺度特征分析. 气象,2009,35(2):49-56.
- [14] 李英,段旭. 湿位涡在云南冰雹天气分析时的应用. 应用气象学报,2000,11(2):242-248.
- [15] 许爱华,何财富,刘献耀. 春季“冷区”冰雹天气分析及预报. 江西气象科技,1999,22(1):14-16.
- [16] 费建芳,伍荣生,宋金杰. 对称不稳定理论的天气分析与预报应用研究进展. 南京大学学报:自然科学版,2009,45(3):325-333.

## Environment Characteristics and Causes of a Continuous Hail Fall Event Occurred Within the Cold Air Mass to the North of a Cold Front

Xu Aihua<sup>1)</sup> Chen Yunhui<sup>1)</sup> Chen Tao<sup>2)</sup> Zhang Juanjuan<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> (*Jiangxi Provincial Meteorological Observatory, Nanchang 330046*)

<sup>2)</sup> (*National Meteorological Center, Beijing 100081*)

### Abstract

A continuous hail fall process occurred over Southern China during 24 February—5 March of 2009 is analyzed. This process happens under the background of typical continuous rain weather in spring over Southern China. During this period, a steady two-trough and one-ridge pattern maintains over the Euro-Asian, the stronger subtropical high is further north and west, the Indo-China Peninsula is occupied by a low trough, five short wave troughs move eastward from the Tibet Plateau, and 700 hPa warm-moist airflow is strong. The hail fall occurs within the cold air mass, 300—600 km north of the surface cold front. The vertical distribution of moisture presents dry over 500 hPa and wet (with the relative humidity more than 80%) under 500 hPa. The strong frontal zone in the middle and low levels exists between 25°—30°N of 850 hPa, with the temperature difference between south and north (frontal intensity) more than 14°C per 5-latitude distances. There is a significant temperature inversion between 700—850 hPa. The 700 hPa southwest jet ( $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) area ranges more than 1000 km. The 700—850 hPa vertical wind shear is strong, with the vector difference reaching 16—20  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Averagely, the temperature difference of 500—700 hPa exceeds 16°C, and the temperature lapse rate is about 0.74°C/100 m. The height of the 0°C layer is very low (below 3 km).

500—700 hPa weak convective instability and symmetric instability may be the causes which result in the formation of this kind of hail. During the hail fall process,  $\Delta\theta_{se700-500}$  is 2—6°C mostly. The minus baroclinic term of moist potential vorticity increases absolutely, which induces the southward expansion of the negative MVP value area. Meanwhile,  $MVP_1$ ,  $MVP_2$  and MVP present the variations that form or strengthen the latitudinal frontal zone. The hail fall happens on the south side of frontal zone, which is close to the negative MVP value area. The mechanism of this kind of hail formation is that the strong southwest airflow in middle troposphere lifts in the strong frontal zone, and induces the convective instability and symmetric instability. When trough passes over the strong frontal zone, the inclination of frontal surface becomes steep, the ascending motion strengthens, which form the typical elevated thunderstorm, and the ice embryo grows to hail in middle troposphere. This kind of trough often presents minus temperature variation or a preceding temperature trough. There is a melting layer in 700—850 hPa, and the thickness of upflow is small, therefore, the diameters of this kind of hail are less than 10 mm, few of them are 10—20 mm.

The potential forecast index and criterion of this kind of hail falling area includes strong horizontal temperature frontal area,  $\Delta\theta_{se700-500} > 0^\circ\text{C}$  or  $T_{700-500} \geq 16^\circ\text{C}$ , axis of 700 hPa is more than 20  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  southwest airflow, area of strong 700—850 hPa vertical wind shear and 500 hPa shortwave trough.

**Key words:** cold air mass; hail fall; frontal zone; elevated thunderstorm